

# 蒋家沟泥石流堵江成因与特征

韦方强<sup>1,2</sup>, 胡凯衡<sup>2</sup>, 崔鹏<sup>2</sup>, 陈杰<sup>2</sup>, 何易平<sup>2</sup>

(1.西南交通大学 土木工程学院, 四川 成都 610031; 2.中国科学院 水利部 成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041)

**摘要:** 小江流域是我国乃至世界暴雨泥石流最发育的地区, 其中的蒋家沟又是小江流域活动最强烈的泥石流沟。2001年7月8日蒋家沟暴发了大规模的泥石流, 泥石流进入小江后淤积成坝, 导致小江堵塞, 并造成一定灾害。近期的地震活动、前期大量降水和当日长历时连续降雨是该次泥石流形成的主要原因。原导流堤溃决后形成蒋家沟泥石流运动方向与小江水流方向垂直, 高粗大颗粒含量、高容重和大流量的有机组合是泥石流停淤成坝堵塞小江的主要因素。

**关键词:** 蒋家沟; 泥石流; 堵江

**中图分类号:** P642.23      **文献标识码:** A      **文章编号:** 1009-2242(2002)06-0071-05

## Characteristics and Origin of Debris Flow of Jiangjiagou Valley Blocking

WEI Fang-qiang<sup>1,2</sup>, HU Kai-heng<sup>2</sup>, CUI Peng<sup>2</sup>, CHEN Jie<sup>2</sup>, HE Yi-ping<sup>2</sup>

(1. College of Civil Engineering, Southwest Jiaotong University, Chengdu 610031; 2. Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Conservancy, Chengdu 610041)

**Abstract** Xiaojiang river, a branch of Jinsha river, is an area with most developed debris flow valleys in China and even in the world, and the debris flow of Jiangjiagou valley is most active in Xiaojiang basin. A large scale debris flow continuing 15 hours occurred in Jiangjiagou valley. An amount of sediment transported by the debris flow deposited in the stream outlet and jammed the stream of Xiaojiang river then made some disasters. The main origins of the debris flow event were recent earthquake activity, a great deal of antecedent rainfall and long time continuous intraday rainfall. It is the main reason that the included angle between the steams of Jiangjiagou valley and Xiaojiang river was changed to 90° due to the old diversion dike break, and that the high content of coarse granule, high volume weight and large discharge of debris flow appeared in synchronously. Rebuilding the diversion dike to change the include angle, returning land for farming to forestry to recover the environment then change the condition of debris flow initiation are effective measures for preventing Xiaojiang river stream jammed by debris flow of Jiangjiagou valley.

**Key words** Jiangjiagou valley; debris flow; stream jam

### 1 蒋家沟流域特征与泥石流活动状况

小江位于云南省东北部, 是金沙江一级支流, 流域面积 3 043.45 km<sup>2</sup>。小江因其特殊的地质地貌条件, 发育有 170 多条泥石流沟, 每年雨季都有数十条沟暴发泥石流。蒋家沟是其中最具代表性的泥石流沟, 位于小江流域中游, 流域面积 48.6 km<sup>2</sup>。蒋家沟在地质构造上受小江深大断裂控制, 该断裂的两条分支在蒋家沟附近交汇, 使流域内岩层破碎, 坡面极不稳定, 崩塌滑坡异常发育, 为泥石流活动提供了丰富的固体物质。流域内 > 25° 的陡坡地占总面积的 6%, 为地表快速汇流和泥石流起动提供了有利条件。流域内最大降水量出现在海拔 2 500~ 3 000 m 的地区, 年降水量 1 200 mm, 这一地带正是蒋家沟泥石流形成区。极其有利的自然条件导致蒋家沟泥石流异常发育, 成为小江流域泥石流暴发最频繁的泥石流沟<sup>[1,2]</sup>。1919~ 1968 年的 50 年间, 蒋家沟泥石流曾 7 次堵断小江, 造成严重灾害<sup>[1~3]</sup>。为了防止泥石流堵江, 60 年代修建导流堤, 基本消除了泥石流堵江成灾现象<sup>[2]</sup>。90 年代以后, 导流堤失去管理和维护, 1999 年 9 月 3 日泥石流造成导流堤溃决, 泥石流改道, 之后每次泥石流都有不同程度的堵江。泥石流堵江(河)不仅造成灾害, 而且对主河的发育和河床演变都有重要影响, 因此对泥石流堵江的研究具有重要意义。然而, 由于泥石流暴发的突然性, 很难取得泥石流堵江的第一手资料。2001 年 7 月 8 日蒋家沟泥石流再次堵江, 经中国科学院东川泥石流观测研究站(东川站)的努力, 取得了这次

\* 收稿日期: 2002-05-01

基金项目: 国家自然科学基金资助(项目编号: 49831010)

作者简介: 韦方强, 男, 生于 1968 年, 副研究员, 主要从事泥石流理论和减灾技术研究。

泥石流与堵江过程较为完整的资料,现就该次泥石流与堵江过程对蒋家沟泥石流堵江成因与特征进行分析,并提出防治对策。

## 2 泥石流的成因与特征

2001年7月8日7时蒋家沟泥石流暴发,泥石流持续至22时结束,持续时间长达15h之久。该次泥石流规模大,历时长,造成泥石流堵塞主河——小江,并造成一定灾害。这次泥石流简称“01.7.8”泥石流,根据野外实际观测资料对其成因和特征分析如下。

### 2.1 “01.7.8”蒋家沟泥石流成因

蒋家沟流域的地质构造、岩性、地形和不良地质现象为泥石流发育提供了良好条件<sup>[1,2]</sup>,这是蒋家沟泥石流暴发的基本原因。“01.7.8”泥石流规模大、历时长,需要充足的水源和松散固体物质供给,除去以上基本因素,近期地震活动、前期降水和长历时连续降水是“01.7.8”泥石流形成的主要原因。

2.1.1 充足的前期降水量 东川站在蒋家沟流域内设有多个雨量观测站,雨量站分布于流域的4个方位和不同高度,基本可以控制流域内的降水分布情况,其中蚂蚁坪雨量站位于泥石流源区。从6月24日至7月8日蒋家沟流域阴雨连绵,多次出现强降水过程,特别是处于泥石流源区的蚂蚁坪雨量站15日内只有2日无降水,日降水量 $> 20\text{ mm}$ 的强降水过程就有5次,15日累积降水量246.7 mm。充足的前期降水使泥石流源区土体一直处于饱水状态,易发生崩塌、滑坡、土体蠕变,为泥石流形成提供了良好的条件。

2.1.2 长历时连续降水过程 7月8日降水过程(图1,2)开始于7日22时,8日2时降水强度开始增大,6时20分降水强度突然明显增大,泥石流在源区开始形成,7时25分泥石流到达东川站观测断面。此时降水过程已持续9h,蚂蚁坪降水量累积达20 mm,最大10 min雨强1.7 mm。8时20分降水强度达到最大,在此过程中泥石流流量也不断增大,9时25分达到最大 $775.2\text{ m}^3/\text{s}$ 。此后连续降水持续到20时20分,这期间又出现过3次高强度降水,但由于高强度降水区向流域中下游转移,并没有再次激发强大泥石流洪峰。

2.1.3 地震活动 小江深大断裂带构成了强烈地震带,1733年以来发生过3次6级以上大地震。地震活动直接破坏了岩体完整性和山坡稳定性,为泥石流活动提供了丰富的固体物质。近年来,小江流域虽无强震,但有感地震时有发生。据东川地震局资料,1996年12月、1997年11月和2001年6月分别发生2.6、3.4和3.2级地震。这些地震虽对岩体的破坏性不大,但对坡面稳定性影响较大,加速了不稳定坡面的破坏过程,增加了崩塌、滑坡发生的可能性。在地震作用下大量崩塌、滑坡的发生在为泥石流活动提供固体物质的同时降低了泥石流发生的激发雨量,是这次长历时低强度降水可以激发长过程大规模泥石流的重要原因。

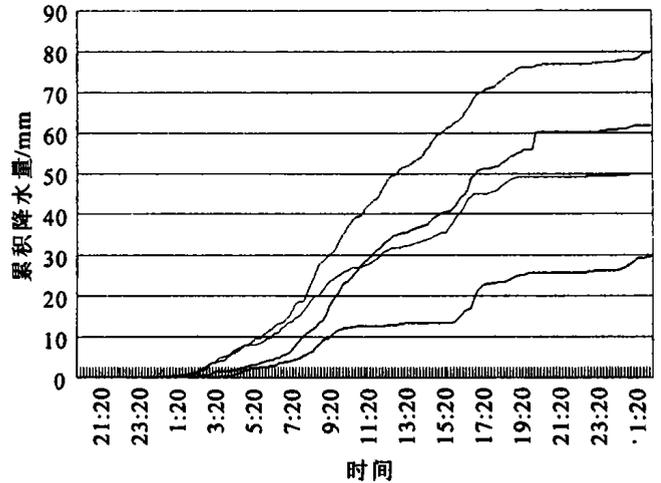


图1 蒋家沟各雨量点降水过程线

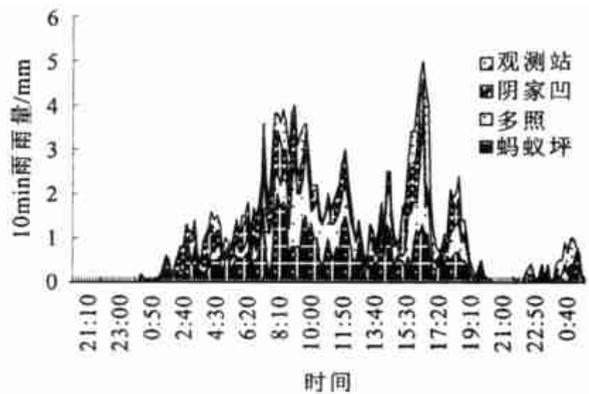


图2 蒋家沟各站10 min降雨量过程线

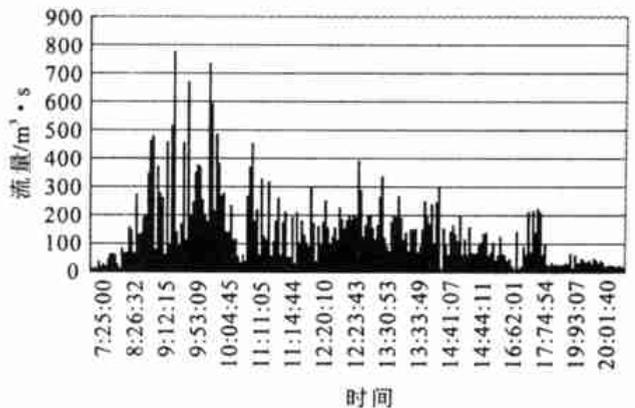


图3 “01.7.8”蒋家沟泥石流流量过程线

## 2.2 泥石流特征

2.2.1 泥石流运动特征 7时 25分泥石流连续流到达观测断面,泥石流容重  $1.81 \text{ t/m}^3$ ,泥石流流量在  $5\sim 6 \text{ m}^3/\text{s}$ 左右。7时 57分连续流转为阵性流,流量突然增加到  $34.7 \text{ m}^3/\text{s}$ ,以后阵性泥石流不断到来,流量和容重也不断增加(图 3)。最大流量出现在 9时 32分,高达  $775.2 \text{ m}^3/\text{s}$ ,此时容重增加到  $2.18\sim 2.22 \text{ t/m}^3$ 。对比图 2和图 3,泥石流流量与泥石流源区(蚂蚁坪雨量站) 10 min雨强有很好的相关性,但有时间滞后性,这个滞后时间正是泥石流从源区到观测断面的时间

2.2.2 泥石流流体特征 整场泥石流主要以高容重、高浓度和高输沙力的粘性泥石流为主。从泥石流物质组成(图 4)分析,以 01- 59号样为分界线,将 8条粒径曲线分成上下 2部分,下面 3条曲线在粗大颗粒区明显变陡,对应容重较大的 61- 63号样,其粒径峰值在  $20 \text{ mm}$ 处。在泥石流整个运动过程中,不同时刻的 8个样品粒径分布曲线有单峰型,也有双峰型,峰值最大为  $80 \text{ mm}$ ,最小为  $2 \text{ mm}$ 。粒径峰值位置的变化与“01. 7. 8”泥石流从挟沙水流—稀性泥石流—粘性泥石流—稀性泥石流—挟沙水流的演化过程一致。泥石流的搬运能力表现在悬移质的

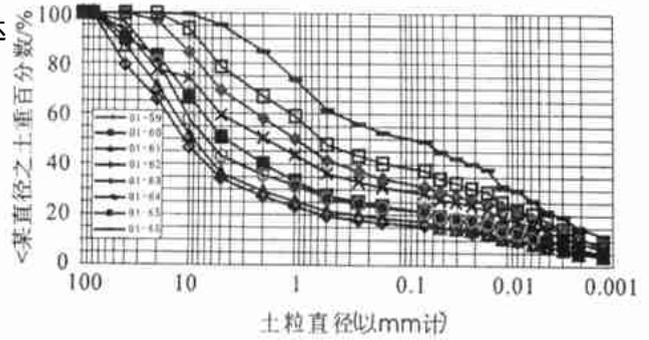


图 4 各泥石流样品的颗粒级配曲线

表 1 泥石流样品基本特征

样品编号	取样时刻	样品类型	样品容重 ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )	< 1.2mm浆体 容重( $\text{g}/\text{cm}^3$ )
01- 59	07 38 00	连续流	1. 81	1. 62
01- 60	08 47 20	龙身样	1. 99	1. 63
01- 61	09 23 41	龙尾样	2. 18	1. 71
01- 62	10 08 38	龙尾样	2. 22	1. 69
01- 63	11 38 51	龙尾样	2. 09	1. 69
01- 64	13 12 40	龙尾样	1. 99	1. 66
01- 65	14 36 55	龙尾样	1. 94	1. 67
01- 66	16 33 28	连续流	1. 71	1. 54

极限粒径,而悬浮颗粒的粒径极限值与泥石流流体及固体物质的容重和静切力有关。一般泥石流流体的容重越大,结构越紧密,则被悬浮的颗粒也越大。蒋家沟固体物质的容重为  $2.65 \text{ g}/\text{cm}^3$ ,则最大的固体体积浓度比为  $0.74$ ,最小的也达到  $0.43$ 。在如此高的体积浓度下,泥石流悬移质的粒径可以达到  $0.5 \text{ m}$ <sup>[4]</sup>。高体积浓度致使泥石流流体内部产生雷诺应力和分散应力,出现不同尺度的脉动旋涡,使得泥石流的流态极为复杂<sup>[5]</sup>。

表 2 各样品泥石流浆体屈服应力和刚性系数

样品编号	01- 59	01- 60	01- 61	01- 62	01- 63	01- 64	01- 65	01- 66
屈服应力( $\text{N}/\text{m}^2$ )	31. 77	42. 05	101. 56	117. 52	100. 98	71. 78	75. 02	18. 09
刚性系数( $\text{N}\cdot\text{s}/\text{m}^2$ )	0. 064	0. 081	0. 159	0. 212	0. 194	0. 124	0. 129	0. 038

据费祥俊等人的研究,泥石流的基质应是泥浆,对于粘性泥石流,把上限粒径为  $2 \text{ mm}$ 的悬液称为泥石流浆体<sup>[6]</sup>。泥石流浆体的流变特征在一定浓度以上经试

验证明可用宾汉体模型来表达,且宾汉剪切力随浆体浓度的提高迅速上升。从实验数据看,01- 59与 01- 62号样在流速梯度为  $0.333 \text{ s}^{-1}$ 时,剪切应力相差一个数量级。这表明样品之间的起始静切力相差很大。从流变曲线看(图 5),8个样品的曲线在流速梯度大于  $3 \text{ s}^{-1}$ 后,差别很大。对每条曲线的层流段作线性最小二乘拟合,得出每个样品泥石流浆体的屈服应力和刚性系数(表 2)。

从计算结果看,屈服应力和刚性系数随浆体容重的增大而快速增加。01- 61, 01- 62, 01- 63样品的屈服应力都超过  $100 \text{ N}/\text{m}^2$ ,一般情况下难以起动。然而在大比降、高阻塞条件下,起动的临界泥深很容易达到。并且由于前期铺床过程,大大减少了底床的阻力,使泥石流在小坡度条件下能够保持高速冲入主河。

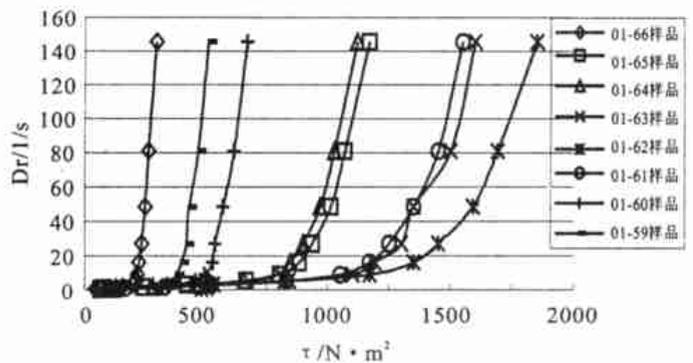


图 5 各泥石流样品的流变曲线

## 3 泥石流堵江成因与特征

### 3.1 泥石流堵江成因

8时泥石流到达主河小江,逐渐堵塞小江。据实测结果,最高上涨水位  $8.5 \text{ m}$ 。20时阵性泥石流过程结束后,小江水流开始冲刷坝体,水位回落,至 11日水位回到正常位置。根据蒋家沟沟道演变过程和对该次泥石流的观测资料,对这次堵江成因分析如下。

3.1.1 蒋家沟下游泥石流排导槽溃决,改变了蒋家沟泥石流与小江水流的接触关系 1999年9月3日泥石流造成导流堤溃决,泥石流改道,重与小江以 $90^\circ$ 角相交,增加了泥石流堵江的危险性(图6)。导流堤溃决,改变了蒋家沟主流与小江的接触关系是“01.7.8”泥石流堵江的直接原因。

3.1.2 长历时高容重泥石流 “01.7.8”泥石流历时长达15h,其中高容重的阵性流时间长达12h,共194阵,总径流量65万 $m^3$ ,总输沙量34万 $m^3$ 。长历时泥石流形成泥石流坝堵塞江水提供了充分的物质保证,是泥石流堵江的重要原因之一。泥石流在主河中形成坝体堵塞主河,需要高容重、粗颗粒和大流量的配合,否则泥石流进入主河后易被主河水流带走。这3个要素在“01.7.8”泥石流中得到有机组合。据表1,01-60,01-64样品容重最高,达 $1.99\sim 2.22\text{ t/m}^3$ ,再据图4,正是这几个样品的物质组成中含有大量粗大颗粒。这几个样品的取样

时间是8:47:20~13:12:40,其中01-61,01-63这3个容重超过 $2.1\text{ t/m}^3$ 的样品的取样时间在9:23:41~11:38:51。对比图3,这个时间正是流量最大时,最大达 $775.2\text{ m}^3/\text{s}$ 。高容重、高粗颗粒含量和大流量的同步组合是堵江的主要原因,这一时段是泥石流堵江的主体,与10时形成完整暗坝堵塞小江的观测结果相吻合。

### 3.2 泥石流堵江特征

蒋家沟泥石流堵江具有缓慢堵江、暗坝堵塞、坝体宽缓的特征。

3.2.1 堵江过程缓慢 蒋家沟泥石流以粘性阵性流为主,龙头流量很大,龙身、龙尾的流量迅速减小,造成每阵泥石流的径流量和输沙量并不很大,并且缺少粒径 $> 1\text{ m}$ 的大砾石和漂砾,不可能一阵泥石流便将主河堵断,而是经过很多阵泥石流缓慢形成坝体,堵塞主河。

3.2.2 暗坝堵塞 因蒋家沟泥石流堵江过程缓慢,坝体间断性地缓慢加高。坝体在缓慢加高过程中水位同时不断上涨,但坝体加高速度小于水位上涨速度,所以一直未能形成明坝,完全堵断小江。11日坝体被水流切开后,实际测量结果是暗坝坝高 $6.5\text{ m}$ ,水位升高 $7.4\text{ m}$ ,这其中有 $0.9\text{ m}$ 的高差,其原因主要有3个:一是坝体在被切开过程中被水流冲刷降低;二是坝体在水份和细颗粒渗流后出现沉降;三是过坝漫流水头有一定的高度。

3.2.3 暗坝坝体宽缓 因蒋家沟泥石流缺少巨大砾石,且泥石流体搅拌均匀,泥石流停积后的休止坡度较小。泥石流堵塞暗坝的上游面坡度为自然休止坡度,下游面由于受水流作用,坡度较小,造成坝体宽缓。上游面坡度 $5.5\%$ ,下游面坡度 $4.4\%$ ,坝体横向坡度 $6.0\%$ ,坝体宽度达 $300.8\text{ m}$ 。

### 3.3 泥石流堵江的危害

“01.7.8”泥石流造成小江堵塞,回水淹没了附近扬水站和农田,影响到上游的小江农场,造成部分农田被淹,并威胁着东川至东川矿务局选矿厂的专用铁路和公路,以及东川至巧家的公路。泥石流堵江后改变了小江原河道,大量泥沙停淤造成局部河床淤积和河道摆动,不利于河滩土地的开发利用与防洪。大量泥沙输入主河,后经流水搬运输送到金沙江,造成金沙江含沙量增加,进而影响到长江中下游的河床演变和沿岸防洪。

## 4 蒋家沟泥石流堵江防治对策

蒋家沟泥石流目前仍处于异常活跃期,治理难度大,并且沟口并无重要保护对象,所以不必对其进行全面治理,但必须采取防治措施防止泥石流堵江造成严重灾害。

### 4.1 改建导流堤,改变泥石流与小江的接触关系

导流堤溃堤改变泥石流流路是造成泥石流再次堵江的重要原因,为了防止泥石流破坏弯道再次造成溃堤,应对导流堤进行改建。导流堤改建应遵循以下原则:

(1)导流堤改变泥石流流动方向,改变泥石流与小江主流的接触关系,使其交汇角度呈锐角,泥石流进入小江后不易造成淤积,防止泥石流堵江。

(2)导流堤尽量顺直,避免曲率半径较小的弯道,防止因泥石流对弯道的强烈冲击和弯道超高造成溃堤后改变方向,造成堵江。

(3)缩短泥石流流程,增大导流堤纵坡,减小泥石流因运动坡度不足而淤积,减少导流堤维护和清淤费用。

(4)导流堤应能兼起到保护泥石流滩地的作用,保障泥石流滩地的开发利用,因为泥石流滩地是这一地区

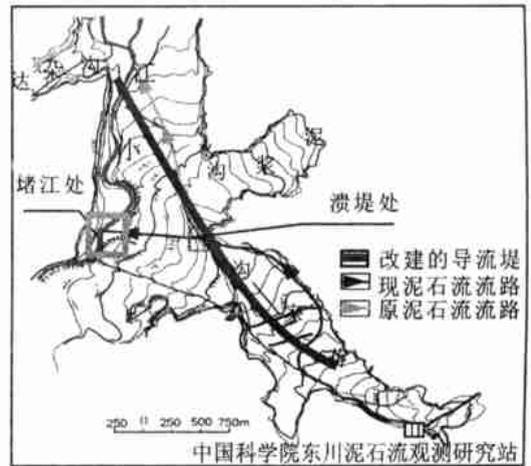


图6 蒋家沟下游及与小江交叉口

最为宝贵的土地资源之一。

根据以上原则和实际条件提出导流堤改建方案(图 6) 这一方案仅有一个弯道,并且弯道就山势而建,不易破坏,导流堤总长 3 500 m,导流堤平均纵比降 6.3%,下游纵比降 5.0%。

#### 4.2 加强对导流堤管理与维护

缺乏管理与维护,年久失修是原导流堤溃决的重要原因。为了防止导流堤溃决,保证导流正常运行,应加强对导流堤的管理与维护。淤积严重段必须及时进行清淤,防止沟床淤积抬升后造成泥石流漫堤,从而导致溃堤。

#### 4.3 退耕还林,恢复环境,削弱泥石流形成条件和活动强度

虽然彻底治理蒋家沟泥石流难度大,且投资高,但退耕还林后恢复环境,充分发挥森林植被保护坡面和调节地表径流削减洪峰的作用,以削弱泥石流形成条件和活动强度对防止形成大规模泥石流造成堵江仍具有重要作用。

#### 参考文献:

- [1] 杜榕桓,康志成,陈循谦,等. 云南小江泥石流综合考察与防治规划研究 [M]. 重庆: 科学文献出版社重庆分社, 1987. 1-84.
- [2] 吴积善,康志成,田连权,等. 云南蒋家沟泥石流观测研究 [M]. 北京: 科学出版社, 1990. 1-15.
- [3] 中国科学院东川泥石流观测研究站. 云南蒋家沟泥石流运动观测资料集 [M]. 北京: 科学出版社, 1997.
- [4] 吴积善,田连权,康志成,等. 泥石流及其综合治理 [M]. 北京: 科学出版社, 1993. 19-128.
- [5] O'Brien J S, Julien P Y. Physical properties and mechanics of hyperconcentrated sediment flows [M]. Proc., ASCE Specialty Conf. On the Delineation of Landslides, Flash Floods and Debris Flow Hazards in Utah, Utah Water Research Lab., Univ. of Utah at Logan, Utah, 1985. 260-279.
- [6] 费祥俊,康志成,王裕宜. 细颗粒浆体、泥石流浆体对泥石流运动的作用 [J]. 山地研究, 1991, 9(3): 143-152.

(上接第 45 页)

#### 参考文献:

- [1] 陈奇伯,费希亮. 土壤侵蚀预报研究的新进展 [J]. 中国水土保持, 1996(2): 20-22.
- [2] 马修军. GIS支持下小流域次降雨侵蚀动态模拟研究——LISEM在黄土高原的应用: [D]. 北京: 北京师范大学, 1999.
- [3] Lane L J, Nichols M H, Paige G B. Modeling Erosion on Hillslopes: Concepts, Theory, and Data [A]. Edited by Binning P, Bridgman H, Williams S. In: Proceedings of the International Congress on Modelling and Simulation (MODSIM '95) [M]. Univ. of Newcastle, Newcastle, NSW, Australia: Uniprint, Perth, Australia, 1995. 1-7.
- [4] 孟庆枚. 黄土高原水土保持 [M]. 郑州: 黄河水利出版社, 1996. 21-23.
- [5] 符素华. 北京山区土壤侵蚀模型 [D]. 北京: 北京师范大学, 2001. 3-8.
- [6] Lane L J, Shirley E D, Singh V P. [http://eisnr.tucson.ars.ag.gov/hillslopeerosionmodel/pdfFiles/mgs\\_formatted.pdf](http://eisnr.tucson.ars.ag.gov/hillslopeerosionmodel/pdfFiles/mgs_formatted.pdf). 1988.
- [7] 马蔼乃. 地理科学与地理信息科学论 [M]. 武汉: 武汉出版社, 2000. 173-248.
- [8] 马蔼乃. 遥感信息模型与地理数学 [J]. 北京大学学报(自然科学版), 2001, 37(4): 557-562.
- [9] 马蔼乃. 遥感信息模型 [M]. 北京大学出版社, 1997. 83-86.
- [10] 林逸. 土壤侵蚀因子的信息提取及在估算一次暴雨下土壤流失量中的应用 [D]. 北京: 北京大学, 1988. 5-9.
- [11] 张延龙. 应用遥感与计算机进行柳河地区土壤侵蚀定量研究 [D]. 北京: 北京大学, 1988. 16-19.
- [12] 吴礼福. 黄土高原土壤侵蚀定量模型及其应用研究 [D]. 北京: 北京大学, 1991. 9-12.
- [13] 曾琪明, 马蔼乃, 贺伟, 等. 密云水库上游水土流失遥感调查与分析 [J]. 水土保持学报, 1996, 2(1): 46-51.
- [14] 王秀英, 曹文洪. 坡面土壤侵蚀产沙机理及数学模拟研究综述 [J]. 水土保持学报, 1999, 5(3): 87-92.

(上接第 70 页)

#### 参考文献:

- [1] 中国科学院青藏高原综合考察队. 西藏地貌 [M]. 北京: 科学出版社, 1983. 1-6, 17-20.
- [2] 中国科学院青藏高原综合考察队. 西藏自然地理 [M]. 北京: 科学出版社, 1982. 1-7, 36-54.
- [3] 朱平一, 何子文, 等. 川藏公路典型山地灾害研究 [M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1999. 25-182.